

تقويم الجريان غير المشبع للزبل الحر تحت الظروف الحقلية لتربة مزيج طينية غرينية :

II . التنبؤ عن المعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون في مقد التربة.

لفراح مهدي صالح

سلوم برغوث سالم

المستخلص

جمر لوح حقلتي لبعاده 8م X 8م بشكل مستمر بالماء لأربعين يوماً، بعدما قطع تجيير الماء وغطى اللوح لمنع التبخر من سطح التربة. عد وقت اختفاء الماء من سطح التربة بداية الجزل ونهاية الغيض، قيس المحتوى المائي بالطريقة الوزنية من سطح التربة إلى العمق 140 سم بفاصلة عمق 10سم طيلة 90 يوماً من الجزل. أجريت حلول تحليلية إلى المعادلة العامة للجريان تحت نظرية جهد الجذب الأرضي لتنبأ عن عمق الماء المخزون ومعدل تغيره في عمق الماء المخزون كدالة في عمق التربة طيلة فترة

الجزل باستخدام ثلاثة دوال هي $K_m \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_m - \theta_r} \right)^{1/n}$ و $K_m \exp \alpha (\theta - \theta_m)$ و $K_m \left(\frac{\theta}{\theta_m} \right)^{1/\beta}$ تربط العلاقة بين الأوصالية الهيدروليكية

والمحتوى المائي فقط أن K_m ، الأوصالية الهيدروليكية المشبعة، θ المحتوى المائي الحجمي وأن m يشير إلى أعلى وأقل محتوى مائي. α و β و n هي عوامل تحويل الثلاثة على الترتيب. أعطت دالة القوة المستخدمة لمطابقة عمق الماء المخزون لمقاس كدالة إلى الزمن وعمق التربة خطوطاً مستقيمة على المقاييس اللوغاريتمي ذات معاملات تحديد عالية تراوحت من 0.849 إلى 0.970. أظهرت علاقة 1:1 بين قيم عمق الماء المخزون المتنبأ عنه باستخدام الدوال الثلاثة توافقاً عالياً مع القيم المقاسة لمع عمق الماء المخزون طيلة فترة الجزل معامل الارتباط 0.987، 0.989، 0.973، وبلغ معامل الأحداث 1.124، 1.126، 0.993، تتوالى ثلاثة على الترتيب. زاد المعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون بزيادة عمق التربة وتراوح من 1.5541 إلى 17.3855 سم يوم⁻¹ خلال الفترة الزمنية الأولى و 0.0001 إلى 0.037 سم يوم⁻¹ خلال الفترة الزمنية الأخيرة للمعطين 10 و 140 سم على الترتيب. أعطت علاقة 1:1 بين القيم المقاسة والقيم المتنبأ عنها للمعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون معاملات احداث بلغت 0.986، 0.826، 1.966 ومعاملات تحديد بلغت 0.889، 0.850، 0.863 للدوال الثلاثة على الترتيب. يتضح من فيه معامل الأحداث لعلاقة 1:1 للدوال الثلاثة أن الدالة الأولى تنبأت بدقة عن المعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون طيلة فترة الجزل في حين كانت القيم المتنبأ عنها باستخدام الدالة الثانية أقل من القيم المقاسة أما القيم المتنبأ عنها باستخدام الدالة الثالثة فكانت أعلى من القيم المقاسة.

The Iraqi Journal of Agricultural Science 39 (4) : 53-62 (2008)

salem & saleh

ASSESSMENT OF GRAVITY-DRAINAGE UNSATURATED FLOW UNDER FIELD CONDITIONS FOR A SILTY CLAY LOAM SOIL: II. PREDICTING TIME RATE OF CHANGE IN DEPTH OF STORED WATER IN SOIL PROFILE

SALLOUM B. SALEM

AFRAH M. SALEH

ABSTRACT

An 8 by 8m field plot was continuously flooded with water for forty days; the plot was covered then to prevent evaporation after ending water supply. In this study, drainage cycle started when all water infiltrated through soil surface. Gravimetric water content measurements were made from the soil surface to 140cm in 10cm increment during 90 days of drainage. The general flow equation was analytically solved under unit gradient assumptions to predict depth of stored water, and time rate of change in stored water as a function of depth during drainage period

using three functions: $K_m \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_m - \theta_r} \right)^{1/n}$, $K_m \exp \alpha (\theta - \theta_m)$, and $K_m \left(\frac{\theta}{\theta_m} \right)^{1/\beta}$; that describe the hydraulic

conductivity as a function of water content (where K_m is saturated hydraulic conductivity, θ is volumetric water content, and the subscript m , r denote maximum and minimum water content values, and β , α , and n are empirical parameters). When a power function was fitted to describe the log-log relation between depth of stored water and time, straight line trends were obtained with coefficient of determination values ranged from 0.849 to 0.970 for different depths. A close and highly significant 1:1 relationships between measured and predicted values of depth of stored water were obtained during the drainage period with correlation coefficient values of 0.987, 0.989, 0.973 and regression coefficient values of 0.993, 1.126, and 1.124 for the three functions respectively. Measured rate of change in stored water increased with increasing depth of soil profile and ranged from 1.5541 to 17.3855 cm.day⁻¹ during the first time interval and from 0.0001 to 0.037 cm.day⁻¹ during the last time interval for the 10 and 140cm depths respectively. A 1:1 relationships between predicted and measures values of the rate of change in stored water gave regression coefficient values of 0.986, 0.826, 1.966 and coefficient of determination values of 0.889, 0.850, and 0.863 for the three functions respectively. Values of the regression coefficient clearly showed that the first function accurately predicted the rate of change in stored water during drainage period while values of the rate of change in stored water during drainage period were under predicted by the second function and over predicted by the third function.

Part of M. Sc. thesis of the second author

البحث مستل من رسالة ماجستير للباحث الثاني

المقدمة

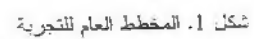
أن الحالة الحركية لماء المخزون في مقد التربة تجعل منه صفة تعتمد على عمق التربة والزمن مابعد الغيض. تحدث عملية غيض الماء تضاف من خلال سطح التربة الى مقد التربة، تتبع هذه العملية إعادة توزيع الماء المضاف (8). عند إضافة الماء لفترة طويلة للوصول الى حالة التوازن بين المحتوى المائي والجهد المائي وتغطية سطح التربة لمنع التبخر فإن التغيير في عمق الماء المخزون يحدث نتيجة لحركة الماء الى الأسفل (2). تم التعبير عن العلاقة بين عمق الماء المخزون والزمن بدالة قوة من قبل العديد من الباحثين (3، 11، 12، 13). عند محتوى رطوبي اعلى من السعة الحقلية يحدث انخفاض سريع في عمق الماء المخزون نتيجة حركة الماء الى الأسفل تكون الماء مسوك بقوى شد ضعيفة ويتحرك في المسامات الأكبر حجماً بتأثير جاذبية الأرض. فقد وجد Watson and Luxmoore (20) أن 73% من تدفق الماء المشبع يتم خلال المسامات الكبيرة التي لا تشكل سوى 4% من حجم تربة، أما في الرمل الناعم فإن 48% من تدفق الماء المشبع يحدث في المسامات التي تكون فاعلة (مملوءة بالماء) تحت جهد 4- إلى 0 سم ماء (4). إن سرعة التبخر في عمق الماء المخزون يحدث عمق الأرواء و الفترة بين الريات التي تعد من تعامرات الحقلية المهمة لإدارة ماء الري (4). يعتمد تبخر في عمق الماء المخزون مع الزمن على عوامل التربة وظروف مناخية و الغطاء الخضري ولكن عند تغطية سطح التربة لمنع التبخر فإن لخصائص التربة خاصة النسبة التأثير المحدد للتغير الزمني في عمق الماء المخزون.

تهدف الممارسات الحقلية لإدارة ماء الري الى الحفاظ على مستوى رطوبي مناسب خلال عيشة موسم نمو النبات للحصول على نمو وإنتاجية عالية. يحدد المعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون في المنطقة الجذرية العلاقة بين إضافة ماء الري والضائعات المائية إذ تقل الضائعات المائية عند استخدام أنظمة ري ذات معدلات تصريف

منخفضة وتكرار عملية الري بفترات أقل مقارنة بأنظمة الري ذات التصريف العالي والتي تتسبب في حصول ضائعات مائية أسفل المنطقة الجذرية (15). تتبع أهمية توزيع الماء في المنطقة غير المشبعة (Vadose zone) من كون الماء الوسيلة الأساسية لنقل المغذيات خلال التربة مما يتطلب اجراء دراسات ميدانية لتحديد أو تقدير أو التنبؤ عن حركة ومصدر الماء في المنطقة غير المشبعة. إن قابلية التربة على نقل الماء تهم العاملين في العديد من المجالات كتلوث المياه الجوفية وصيانة التربة واستعمالات الاراضي (5). تحقق في العديد من الدراسات الحقلية والمختبرية مبدأ نظرية وحدة الانحدار في الجهد المائي لوصف حركة الماء بالاتجاه العمودي خاصة أثناء الزل الداخلي (7، 16) تهدف هذه الدراسة الى وصف عمق الماء المخزون كدالة الى الزمن للأعماق المختلفة في التربة تحت الظروف الحقلية والتنبؤ عن المعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون.

المواد وطرائق العمل

نفذت التجربة في حقل كلية الزراعة - جامعة بغداد فسي تربة مزيجة طينية غرينية تُصنف على انها Typic torrefulent حسب التصنيف الأمريكي (17). بعد اجراء الوصف المورفولوجي وتحديد الأفاق لتربة موقع الدراسة، تم تحديد لوح حقل ابعاده (8م × 8م). أجريت نسوية طفيفة لسطح اللوح وأحيط اللوح بأكتاف ترابية. صنمت منظومة الجريان الميمنة بالشكل 1، لتزويد اللوح بعمود ماء ثابت ارتفاعه 3 سم عن مستوى سطح اللوح طيلة فترة الغمر التي استمرت اربعين يوماً بهدف الوصول الى حالة التوازن بين المحتوى المائي والجهد المائي، بعد ذلك غطي سطح اللوح مباشرة بطبقتين من البلاستيك وطبقة رقيقة من التربة المنخولة بهدف منع التبخر من سطح التربة. بعد وقت اختفاء الماء من سطح اللوح هو نهاية عملية الغمر وبداية عملية البزل. كان عمق الماء الأرضي 2.10م في موقع التجربة خلال فترة الدراسة.



تم قياس المحتوى المائي بالطريقة الوزنية كدالة الى الزمن وعمل التربة للطبقات 0-10 و 10-20 و 20-30 و 30-40 و 40-50 و 50-60 و 60-70 و 70-80 و 80-90 و 90-100 و 100-110 و 110-120 و 120-130 و

(سم³ - سم³)³، i عدد الأعماق و $i = 1$ عند العمق 10 سم،
 $i = 2$ عند العمق 20 سم، و $i = 14$ عند العمق 140 سم.

إذا أن w : عمق الماء المخزون (سم)، z : عمق التربة (سم)، t : زمن القياس (يوم)، θ : المحتوى المائي الحجمي المقاس

يمكن كتابة المعادلة العامة للجريان (16) المستخدمة للتنبأ عن

حركة الماء بالاتجاه العمودي كما يأتي:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) \quad (2)$$

تشير k و z و t إلى الأيضية المائية وعمق التربة و الزمن على التوالي.

أختبرت ثلاثة نوال تصف الأيضية المائية على أنها دالة إلى المحتوى المائي ($k = f(\theta)$) وهي Watson (19) و Davidson واخرون (6) و Brooks and Corey (1). قدرت عوامل النوال الثلاثة بطريقة تحليل الأحاد غير الخطي (nonlinear regression) للمعادلات الناتجة من الخطوة الثانية لخوارزمية Lax وتم التنبأ عن عمق الماء المخزون في وقت التربة كدالة إلى عمق التربة والزمن $w = w(z, t) = f(z, t)$ من قيم عوامل النوال حسب المعادلات التالية:

$$w(z, t) = (1 - \beta) \theta_m z \left(\frac{z}{At} \right)^{\beta/(1-\beta)} \quad \text{Watson, (1967)} \quad (3)$$

$$w(z, t) = \theta_m z + \frac{z}{\alpha} \left(\ln \left(\frac{z}{At} \right) - 1 \right) \quad \text{Davidson et al., (1969)} \quad (4)$$

$$w(z, t) = \theta_m z + (1 - n) z (\theta_m - \theta_r) \left(\frac{z}{At} \right)^{n/(1-n)} \quad \text{Brooks and Corey, (1964)} \quad (5)$$

لتحديد دالة المطابقة لعق الماء المخزون في مقد التربة لجميع الأعماق المدروسة. لقد زانت قيم العامل a مع العمق ذلك لأن قيمة العامل a تمثل عمق الماء المخزون بعد مرور يوم واحد من بداية البزل. ($t = 1$ يوم). أما قيم العامل b فكانت سالبة دلالة على أن عمق الماء المخزون يتناسب عكسيا مع الزمن ويزداد بزيادة قيمة العامل a .

تراوحت قيم معامل التحديد لدالة القوة بين 0.849 و 0.970 وهذا يعني أن الدالة المبينة عواملها في جدول 1 اوضحت 84.9% إلى 97.0% من التغيرات في عمق الماء مع الزمن. يبين الجدول 1 عمق الماء المخزون بعد مرور يوم واحد من البزل (مساوية إلى قيمة العامل a) عند الأعماق 10 و 20 و 30 و 40 و 50 و 60 و 70 و 80 و 90 و 100 و 110 و 120 و 130 و 140 سم. أما القيم المقاسة لعمق الماء المخزون بعد مرور 1.25 يوم من البزل فكانت 4.7990 و

إذا أن $\theta = \theta(z, t)$ هي المحتوى المائي الحجمي كدالة للزمن وعمق التربة، K الأيضية المائية، ψ الجهد الهيكلي، t الزمن. تم حل المعادلة 2 تحليليا تحت نظرية جهد الجذب الأرضي بطريقة مماثلة لتلك المستخدمة من قبل Sisson واخرون (16) وحسب خوارزمية Lax (9) ذات الثلاث خطوات:

- 1- فاضل الدالة $k = f(\theta)$ للحصول على المشتقة $\frac{dk}{d\theta}$.
- 2- احلال للمقدار $\frac{z}{t}$ محل المشتقة $\frac{dk}{d\theta}$.
- 3- حل ناتج الخطوة 2 للحصول على المتغير $\theta(z, t)$.

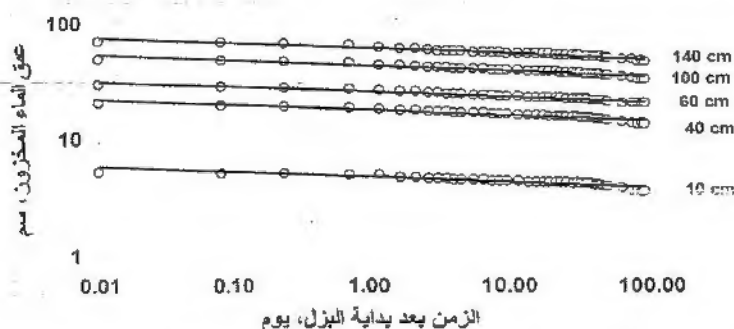
إذا أن θ_m و θ_r هما أعلى وأقل محتوى مائي على الترتيب، A هي سرعة جبهة تنجيف (velocity of the desorption front)، وأن β و α و n هي عوامل النوال الثلاثة. النتائج والمناقشة

عمق الماء المخزون في مقد التربة

تم وصف عمق نماء المخزون في مقد التربة بدالة مماثلة لتلك المستخدمة من قبل Richards واخرون (12). أخذت هذه الدالة الصيغة $w = a t^{-b}$ إذا أن w هو عمق الماء المخزون (سم)، t الزمن (يوم)، a و b ثابتان. عند رسم العلاقة بين عمق نماء المخزون و الزمن على مقياس لوغاريتمي تم الحصول على خطوط مستقيمة (الشكل 2). يبين الشكل هذه العلاقة لدالة المطابقة (الخطوط) والقيم المقاسة (الرموز) للأعماق 10 و 40 و 60 و 100 و 140 سم، كما يبين جدول 1 قيم العاملين a و b ومعامل

مم ماء عبر الأعماق 10 و 20 و 30 و 40 و 50 و 60 و 70 و 80 و 90 و 100 و 110 و 120 و 130 و 140 سم أثناء فترة البزل على الترتيب. عند الأخذ بنظر الاعتبار اجراء قياسات المحتوى المائي بفاصلة عمق 10 سم ابتداء من سطح التربة ولعمق 140 سم وقسمه عمق الماء الميزول من العمق 140 سم (26.373 سم) خلال فترة البزل على عند الطبقات (14 طبقة: سمك طبقة القياس 10 سم) فإن معدل عمق الماء الميزول كان مساويا الى 1.884 سم ماء / 10 سم

9.2340 و 13.5942 و 17.8134 و 21.6657 و 25.7231 و 30.0140 و 34.3416 و 38.8879 و 43.2348 و 47.3533 و 52.1690 و 56.7863 و 61.3752 سم للأعماق نفسها على الترتيب. كما أعطت دالة مطابقة قيمة مقارنة لعمق الماء المخزون المقاس لنفس الأعماق بعد مرور 90 يوما من البزل. اسهمت حركة الماء في الأنفل بمرور 1.826 و 3.684 و 5.797 و 7.506 و 9.275 و 10.926 و 12.721 و 14.695 و 16.567 و 18.687 و 20.549 و 22.209 و 24.457 و 26.373



شكل 2. علاقة Log-Log بين عمق ثماء المخزون في مقد التربة للأعماق 10 و 40 و 60 و 100 و 140 سم و الزمن خلال فترة البزل.

جدول 1. قيم عوامل دالة المطابقة ($1V = 0.71$) ومعامل التحديد لعمق الماء المخزون للأعماق المختلفة لمقد تربة الدراسة خلال 90 يوما من البزل تحت ظروف انحدار التبخّر من سطح التربة.

تسلي	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	110	120	130	140
عامل دالة المطابقة	0.062	0.154	0.302	0.542	0.858	1.296	1.810	2.397	3.036	3.732	4.482	5.284	6.136	7.040
معامل تحديد	0.849	0.850	0.890	0.90*	0.941	0.955	0.970	0.926	0.921	0.937	0.934	0.936	0.943	0.950

فإن المعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون يمتد من العلاقة بين العمق التركمي للماء المخزون والزمن. تم مطابقة دالة قوة لوصف هذه العلاقة. تراوح المعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون خلال الفترة الزمنية الأولى لبداية البزل (0-0.083 يوم) بـ 1.5542 -

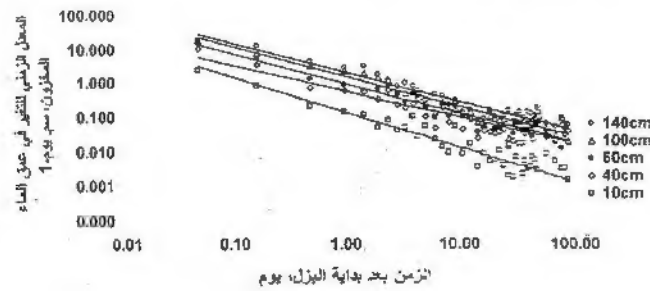
المعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون في مقد التربة يشير المعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون في مقد التربة الى الفرق في عمق الماء المخزون في مقد التربة. كدالة لدعماق المدروسة لتربة موقع الدراسة عند زمني قياسين متتاليين مقسوما على الفترة الزمنية بين القياسين وبمعنى آخر

تحديدها بفترة زمنية محددة بعد ريه ثقيله. ان قياس المحتوى المائي بعد ثلاثة ايام من الاشباع للتملح التربة يمكن ان يعطي مضموناً خاطئاً عن مبدأ المدة الحقلية ذلك لان التربة يمكن ان تحتجز الماء الموجود بوجود جهد جاذبية الارض اعتماداً على التماسك والخصائص الرطوبية للتربة. ان هذا المضمون الجديد يتفق مع ما جاء به Bohne و Zacharia (21) ويعتمد على منحني الوصف الرطوبي وعمق التربة. تشير عوامل دالة القوة (جدول 2) الى انحدار سالب للعلاقة بين المعدل الزمني للتغير في عمق الماء والزمن للأعماق المختلفة. تسهم المسامات الأكبر حجماً في نقل الماء عند المستويات الرطوبية العالية (الشد العالي) بسرعة اعلى من المسامات الأصغر حجماً، وبموجب معادلة الارتفاع الشعري (capillary rise equation) تفرغ المسامات الأكبر حجماً عند انخفاض الشد نتيجة لانخفاض المحتوى المائي بفعل حركة الماء الى الأسفل. ان عمق الماء المخزون هو دالة ضمنية الى المحتوى اي ان: $w = f(\theta(z, t))$.

17.3855 سم. يوم⁻¹ للعميقين 10 و 140 سم على الترتيب في حين تراوح المعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون خلال الفترة الزمنية الأخيرة من البزل (86-90 يوم) بين 0.0001-0.037 سم. يوم⁻¹ لنفس العميقين على الترتيب. ان قيم هذه الدالة تكون عالية جداً عند بدايه عمليه البزل حسب الاساس النظري

$$\text{Rate of change} = \lim_{\Delta t \rightarrow 0} \frac{\Delta w}{\Delta t} \approx \infty$$

يتضح من الشكل 3 حصول زيادة في المعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون في عمق التربة كدالة الى العمق بزيادة عمق التربة. وهذه النتيجة متوافقة مع ما وجدته Stone وآخرون (18). استمر تدفق البزل عند العمق 140 سم ووصل الى معدلات واطئة جداً وصلت الى 10⁻⁴ سم. يوم⁻¹ على الرغم من مرور فترة 90 يوم من بداية البزل لتكون التربة ذات محتوى طين عالي وصل الى 46% مما زاد من قدرة التربة على مسك الماء خاصة تحت ظروف انعدام التبخر. نقتصر نتائج هذه الدراسة احسن مبدأ البزل الداخلي لتحديد التربة تحتية بدءاً من



شكل 3. المعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون كدالة الى عمق التربة أثناء فترة البزل لتربة موقع الدراسة تحت ظروف انعدام التبخر من سطح التربة

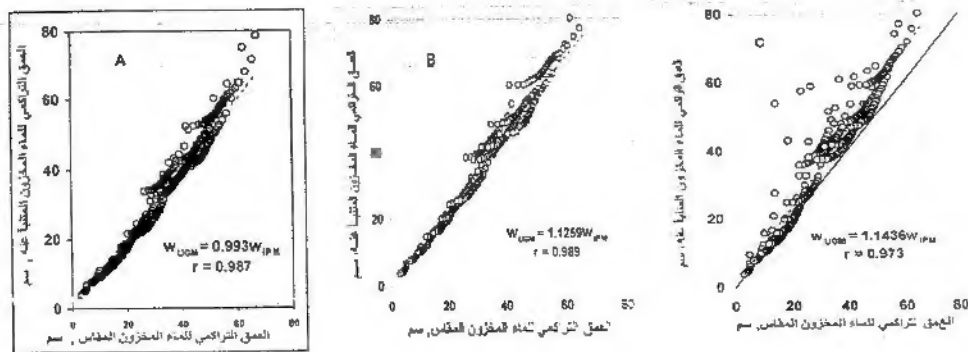
انخفاض المعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون في عمق التربة انخفاضا حاداً خلال مرحلة البزل المبكرة بعد بداية البزل بعد مرور يوم واحد من انبزل.

جدول 2. قيم عوامل دالة القوة ومعامل تحديد المعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون للأعماق المختلفة لمقد تربة الدراسة خلال 90 يوما من البزل تحت ظروف العدم التبخر من سطح التربة.

عمق سم	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	110	120	130	140
عوامل دالة المتنبأ	0.146	0.276	0.481	0.610	0.785	1.002	1.183	1.246	1.441	1.644	1.769	1.844	2.041	2.170
معامل التحديد	0.0107	-0.7766	-0.8495	-0.7577	-0.7908	-0.8518	-0.8192	-0.8027	-0.7983	-0.8779	-0.8389	-0.8363	-0.8822	-0.8903

النتيـا عن عمق الماء المخزون

يبين الشكل 4 علاقة 1:1 (الخط الصلب) بين عمق الماء المخزون المقاس أثناء فترة البزل كدالة إلى الزمن وعمق التربة وعمق الماء المخزون المتنبأ عنه حسب نظرية وحدة الانحدار في الجهد المائي الذي تم الحصول عليه من المعادلات 3 و 4 و 5 المبينة عواملها في جدول 3. كما يظهر على الشكل خط الانحدار البسيط (الخط المنقط) للعلاقة بين عمق الماء المخزون والمتنبأ عنه. كانت قيم عمق الماء المتنبأ عنه باستخدام طريقة Lax-Sisson (16) لحل المعادلات الثلاثة مقاربة جدا إلى القيم المقاسة



شكل 4. علاقة 1:1 (الخط الصلب) والانحدار البسيط (الخط المنقط) بين عمق الماء المخزون المقاس للأعماق المختلفة لتربة موقع الدراسة وعمق الماء المخزون متنبأ عنه كدالة للزمن حسب: (A) النموذج (1967) Watson و (B) النموذج Davidson و اخرون (1969) (C) النموذج Brooks و Corey (1964).

بمعاملات انحدار بلغت 0.993 و 1.1259 و 1.1436 اعطت الحلول العددية حسب نظرية وحدة الانحدار في الجهد المائي للمعادلات التالية للدالة $w = w(z, t)$ التنبأ عن عمق الماء المخزون للعمق 10 سم

$$w(10, t) = (1 - 0.0675) \times 0.5142 \times 10 \left[\frac{10}{4.328 \times t} \right]^{-0.224} \dots \dots \dots Watson(1967)$$

$$w(10, t) = 0.5142 \times 10 \times \frac{10}{32.964} \left[\ln \left[\frac{10}{4.507 \times t} \right] - 1 \right] \dots \dots \dots Davidson et al.(1969)$$

$$w(10, t) = 0.3010 \times 10 + (1 - 0.1935) 10 (0.5142 - 0.3010) \left[\frac{10}{3.793 \times t} \right]^{0.2900} \dots \dots \dots Brooks and Corey (1964)$$

جدول 3. قيم عوامل الدوال الثلاثة المستخدمة للتنبأ عن خواص الاخصائية المائية لتربة موقع الدراسة تحت نظرية وحدة الانحدار في الجهد المائي.

عوامل الدالة									العمق، سم
Brooks and Corey, (1964)			Davidson et al., (1969)			Watson, (1967)			
R ²	n	A	R ²	α	A	R ²	β	A	
0.814	0.1935	3.79	0.891	32.9640	4.51	0.851	0.0675	4.33	10
0.906	0.1617	33.19	0.938	44.7470	56.57	0.912	0.0524	45.8.58	20
0.883	0.2929	39.54	0.928	44.8700	565.14	0.869	0.0647	164.47	30
0.927	0.2962	269.73	0.967	56.3660	13229.00	0.967	0.0479	4939.60	40
0.911	0.2946	267.23	0.972	47.0380	3632.30	0.957	0.0573	1560.30	50
0.832	0.3174	86.46	0.971	45.4310	1623.80	0.955	0.0570	870.20	60
0.944	0.1851	419.75	0.883	42.4720	636.01	0.84	0.0598	378.90	70
0.904	0.3681	90.32	0.816	40.8980	2015.00	0.814	0.0687	609.86	80
0.941	0.1121	86.44	0.934	51.3010	81.01	0.922	0.0422	78.66	90
0.915	0.1463	882.81	0.867	53.4700	1553.50	0.863	0.0447	1114.60	100
0.908	0.0002	367.26	0.904	46.9930	634.58	0.886	0.0508	467.92	110
0.958	0.1149	541.83	0.998	53.9700	515.54	0.871	0.0437	384.44	120
0.930	0.2149	221.98	0.809	33.7870	262.27	0.922	0.0657	262.47	130
0.894	0.1059	193.49	0.888	56.3540	192.48	0.885	0.0384	186.70	140

وكما هو واضح من معامل الارتباط فإن هنالك توافق عالي المغنوية بين القيم المقاسة والمتباعدة بنظرية وحدة انحدار الجهد. يعتبر عمق الماء المخزون المتنبأ عنه في مقد التربة دليل index مهم للتقويم فهو يدخل في حساب التدفق والايصائية المائية والانتشارية و الموازنة المائية في مقد التربة و المقننات المائية و كفاءة الري و نمذجة انتاجية المحصول لدراسة تطبيقات ادارة المحصول، هذا من جهة، ومن جهة أخرى فإن $w(z, t)$ في المعادلات الثلاثة أعلاه هي دالة لأكثر من متغير و هي بذلك تعد دالة ضمنية Implicit function الى المحتوى المائي أي ان

$$w = f(\theta(z, t))$$

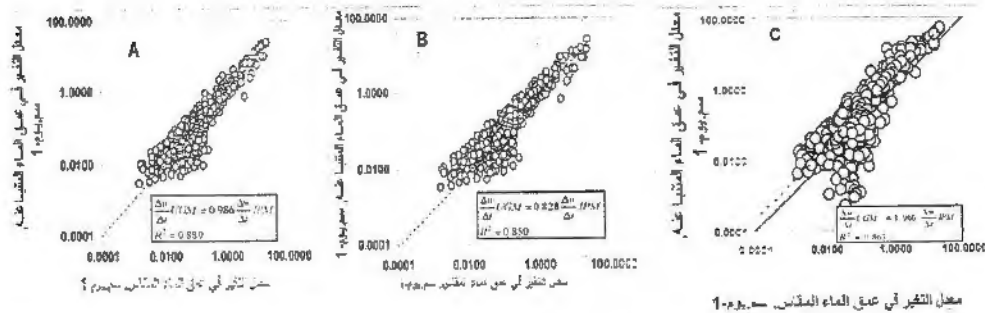
التنبأ عن التغير في عمق الماء المخزون

يبين الشكل 5 علاقة 1:1 بين المعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون المقاس $\left(\frac{\Delta w}{\Delta t} IPM\right)$ بحسب طريقة مقد التربة الأني (Instantaneous Profile Method) و عمق الماء المتنبأ عنه $\left(\frac{\Delta w}{\Delta t} UGM\right)$ بطريقة وحدة الانحدار في الجهد المائي (Unit Gradient Method) للأعماق المختلفة لتربة موقع الدراسة و بعض المعايير الإحصائية لهذه العلاقة.

كان عمق الماء المخزون المتنبأ عنه بعد مرور 1.25 يوم من البزل هو 5.13 و 5.013 و 5.067 سم للدوال الثلاثة على الترتيب، وحسب هذه النتائج فإن الفرق بين عمق الماء المقاس والمتنبأ عنه كان 0.304 و 0.214 و 0.268 سم للدوال الثلاثة على الترتيب. يشكل هذا الفرق بين القسم المقاسة والمتنبأ عنها نسبة 6.33% و 4.46% و 5.58% من عمق الماء المقاس للطبقة 0-10 سم بعد مرور 1.25 يوم من بداية البزل. ومن جانب الفيزياء التطبيقية فإن هذه الاختلافات تقع ضمن التغير المكاني الموروث في مسامية التربة الذي قد يصل الى 40% من المسامية الكلية (10). لقد أوضح Sisson وآخرون (16) انه عند شمر التربة بالماء لفترة كافية للوصول الى حالة التوازن بين المحتوى المائي والجهد المائي وتغطية سطح التربة لمنع التبخر فإن حل Lax لا يطبق في مرحلة البزل المبكرة، وهي الفترة الزمنية المحصورة بين بداية البزل ووصول جبهة التجفيف (desorption front) الى أية نقطة في مقد التربة، على المنطقة في مقد التربة التي يكون عمق التربة فيها مساوياً أو أكبر من حاصل ضرب سرعة جبهة التجفيف \times الزمن بعد بداية البزل.

0.828 وهذا يعني ان القيم المتنبأ عنها هي اقل بنسبة $\frac{1}{0.828}$ بمعامل تحديد 0.850. يلاحظ من الشكل 5C ان غالبية البيانات وقعت اعلى خط 1:1 وهي دلالة على ان القيم المتنبأ عنها للمعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون باستخدام نموذج Brooks و Corey كانت اعلى مقارنة بالقيم المقاسة خاصة عند مستويات رطوبة عالية (بداية اليزل). اذ بلغ معامل الانحدار 1.966 بين القيم المقاسة و المتنبأ عنها للمعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون وبلغ معامل التحديد 0.863. ان محور البيانات حول دالة 1:1 يدعم طريقة Lax-Sisson لحل معادلة الجريان تحت نظرية وحدة الانحدار في الجهد المائي للتنبأ عن المعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون اثناء النزول تحت ظروف انعدام التبخر.

ان عدد البيانات المستخدمة في هذا الشكل هو 574 بواقع 41 لكل عمق من الأعماق الأربعة عشر المدروسة. يلاحظ من الشكل تطابق دالة 1:1 (الخط الصلب) مع خط دالة الانحدار (الخط المنقط) للعلاقة بين المعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون المقاس ($\frac{\Delta w}{\Delta t} IP.M$) و المعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون المتنبأ عنه ($\frac{\Delta w}{\Delta t} UGM$) بنموذج Watson (شكل 5A) بمعامل الانحدار 0.984 وهذا يدل على ان قيم المعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون المتنبأ عنها باستخدام النموذج قريبة جدا من القيم المقاسة الا انها اقل منها بنسبة $\frac{1}{0.986}$ بمعامل تحديد بلغ 0.889. أما في نموذج Davidson والخسرون (شكل 5B) فيلاحظ كذلك تطابق دالة 1:1 (خط الصلب) مع خط دالة الانحدار (الخط المنقط) ان بلغ معامل الانحدار بين القيم المقاسة و المتنبأ عنها للمعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون



شكل 5 : علاقة 1:1 (الخط الصلب) والانحدار البسيط (الخط المنقط) بين المعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون المقاس و المتنبأ عنه كدالة للزمن حسب: (A) نموذج Watson (1967) و (B) لنموذج Davidson و اخرون (1969) و (C) لنموذج Brooks و Corey (1964).

ان الحصول على علاقة ارتباط عالية المعنوية وقيم ميل انحدار قريبة من واحد بين اقيم المقاسة و المتنبأ عنها لعمق الماء المخزون و المعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون في مقد التربة طيلة فترة 90 يوم من اليزل يدعم استخدام نظرية وحدة الانحدار في الجهد المائي في تحديد حركة الماء بالاتجاه العمودي تحت نظرية جهد الجذب الأرضي. كما ومن نتائج الى ان هذه الدراسة يمكن تطبيقها في

12. Richards, L.A., W.R. Gardner, and G. Ogata. 1956. Physical processes determining water loss from soil. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 20:310-314.
13. Salem, S. B. 2003. Unsaturated hydraulic characteristics of soil treated and untreated with fuel oil under surge and continuous irrigation. PhD Dissertation. College of Agriculture/ Baghdad University.
14. Schwankl L., B. Hanson, and T Prichard. 1998. Micro-irrigation of trees and vines. Division of agricultural and natural resources. Publication 3378, University of California, Davis, USA, Pp. 63-68.
15. Schwankl, L., and T. Prichard. 1998. How often to irrigate. In L. Schwankl, B. Hanson, and T. Prichard. Micro Irrigation of trees and vines. Division of agriculture and natural resources publications 3378. University of California. Davis, USA. Pp. 59-62.
16. Sisson, J. B., A. H. Ferguson, and M. Th. van Genuchten. 1980. Simple method for predicting drainage from field plot. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44:1147-1152.
17. Soil Survey Staff. 1951. Soil survey manual. UADA. Handbook 18.
18. Stone, L. R., T. C. Olson, and M. L. Horton. 1973. Unsaturated hydraulic conductivity for water management in situ. *Proc. S. D. Acad. Sci.* 52:168-178.
19. Watson, K. K. 1967. The measurement of the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials utilizing zone of entrapped air. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 32:716-720.
20. Watson, K.W., and R.J. Luxmoore. 1986. Estimating macro porosity in a forest watershed by use of a tension infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50:578-582.
21. Zacharia, S., and K. Böhne. 1998. Replacing the field capacity by an internal drainage approach: A method for homogeneous soil profile. E-mail: zachar@agri.uni.rostock.de. Institute für Bodenkunde, University Rostock, Justus-von-Liebig-weg 6.18051 Rostock, Germany.
1. Brooks, R. H. and A. T. Corey. 1964. Hydraulic properties of porous media. *Hydrol. Pap. 3.* Colo. State Univ. Fort Collins, USA. pp. 27
2. Chen, C., and W. A. Payne. 2001. Measured and modeled unsaturated hydraulic conductivity of a Walla Walla silt loam. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 65:1385-1391.
3. Chong, S. K., R. E. Green, and L. R. Ahuja. 1981. Simple in situ determination of hydraulic conductivity by a power function description of drainage. *Water Resour. Res.* 17:1109-1114.
4. Clothier, B.E., and I. White. 1981. Measurement of sorptivity and soil water diffusivity in a field. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45:241-245.
5. Coquet, Y., C. Coutadeur, C. Labat, P. Vachier, M. Th. van Genuchten, J. Roger-Estrade and J. Simunek. 2005. Water and solute transport in a cultivated Silt Loam soil 1. Field observations. *Vadose Zone J.* 4:573-586.
6. Davidson, J. M., L. R. Stone, D. R. Nielsen and M. E. Larue. 1969. Field measurement and use of soil-water properties. *Water Resour. Res.* 5:1312-1321.
7. Gee, G. W., J. M. Keller, and A. L. Ward. 2005. Measurement and prediction of deep drainage from bare sediments at a semiarid site. *Vadose Zone J.* 4:32-40.
8. Kozak, J. A., and L. R. Ahuja. 2005. Scaling of infiltration and redistribution of water across soil textural classes. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 69:816-827.
9. Lax, P. D. 1972. The formation and decay of shock waves. *Am. Math Monthly.* 79:227-241.
10. Minasny, B., J. W. Hopmans, T. Harter, S. O. Echings, A. Tuli and M. A. Denton. 2005. Neural networks prediction of soil hydraulic functions for alluvial soils using multistep outflow data. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 69:816-827.
11. Ogata, G., and L.A. Richards. 1957. Water content changes following irrigation of bare-field soil that is protected from evaporation. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 21:355-356.